

集合最优插值方法在北印度洋 海浪同化中的应用*

曹 蕾^{1,2,3}, 齐 鹏^{1,2*}

(1. 中国科学院 海洋研究所, 山东 青岛 266071;

2. 中国科学院 海洋环流与波动重点实验室, 山东 青岛 266071; 3. 中国科学院大学, 北京 100049)

摘 要: 基于第三代海浪模式 WaveWatch III, 采用集合最优插值(EnOI)方法对北印度洋海浪进行同化数值实验研究。在集合样本选取方案上, 针对不同的实验分别选取有效波高(SWH)的历史后报场(样本 A)、24 h 变化(样本 B)以及以同一时刻 72 h 预报时效和 24 h 预报时效的差异(样本 C)用于估计背景误差协方差。样本 A 和样本 B 是为海浪模拟而设计, 样本 C 是为海浪预报而设计; 通过与由高度计数据确定的模式背景误差进行比较, 认为样本 B 优于样本 A。采用样本 B 对 2011 年北印度洋海浪场进行同化模拟, 结果表明 2011-03-11 相对误差改进都在 5% 及以上, 其中 7 月份改进效果最佳。采用样本 C 对 2013-07 的有效波高进行 0~72 h 预报, 发现同化使 0~24 h 预报改进最明显: 均方根误差改进 0.12 m, 相对误差改进 5%。浮标检验结果支持上述结论。

关键词: 集合最优插值; WaveWatch III; 海浪预报; 海浪模拟

中图分类号: P731.33

文献标识码: A

文章编号: 1671-6647(2015)01-0045-11

北印度洋是世界著名的季风海区, 也是重要的海运通道, 对这一海区的海浪特征进行研究并做出准确的预报, 具有科学意义和实用价值。我国目前对该海域海浪模拟的均方根误差(RMSE)为 0.4 m 左右^[1], 对海浪预报的均方根误差为 0.5 m 左右^[2]。利用同化技术将观测资料引入海浪预报模式是进一步提高海浪预报精度的重要途径之一。

Esteva^[3]和 Lionello 等^[4]最早尝试采用最优插值(OI)同化方法将 SEASAT 和 GEOSAT 高度计数据同化到海浪模式。由于 OI 方法是根据经验公式设定背景误差协方差的分布函数, 使得背景误差协方差函数形式因海区而异^[4-11]。除 OI 之外, 滤波、变分同化和人工神经网络等方法也得到了发展。Evensen^[12]提出了集合卡尔曼滤波(EnKF)法, 鉴于其巨大的计算代价, 又提出了集合最优插值^[13](EnOI)作为其次优方法, 将 EnKF 所需的样本集合用静态的历史样本代替。因而, EnOI 仅需对一个特定的样本进行分析, 减少了计算资源和系统维护成本。目前将 EnOI 应用于温盐流模式已有不少工作^[14-16], 但应用于海浪预报模式的工作几乎还未进行尝试。

选取合理的样本集合描述背景误差协方差是集合同化方法中重要的一步。集合样本的选取方案有多种。例如, 在一定误差允许范围内将随机扰动叠加到风场初值上, 利用所得到的风场序列驱动海浪模式而得到一组预报值, 利用这些预报值组成的资料序列进行预报误差协方差统计; 从长期积分的历史结果中进行一定时间间隔的采样组成样本集合, 或者用具有一定时间间隔的不同时刻海浪场之差组成样本集合; 而 NMC 法^[17]是用同一时刻不同预报时效之差组成样本。

将 EnOI 同化方法嵌入第三代海浪模式 WaveWatch III 中, 分别采用模式模拟有效波高(SWH)以及间

* 收稿日期: 2014-06-30

资助项目: 海洋公益性行业科研专项子任务——印度洋海域海浪资料同化研究(201005033-5); 海洋公益性行业科研专项——南海数值预报业务化系统研制(201105002); 国家高技术研究发展计划——船载气象监测预报系统研发(2012AA091801)

作者简介: 曹 蕾(1989-), 女, 江苏常州人, 博士研究生, 主要从事海浪资料同化与模式预报方面研究。E-mail: winnycl@163.com

* 通讯作者: 齐 鹏(1963-), 男, 北京人, 研究员, 博士, 主要从事海浪方面研究。E-mail: pqi@qdio.ac.cn

隔 24 h 的 SWH 之差产生不同的静态集合样本,将更为合理的采样方案应用于北印度洋海域海浪的同化模拟;此外,基于 NMC 方法用同一时刻不同预报时效的 SWH 预报之差作为集合样本,进行同化对海浪 0~72 h 预报影响的评估。目前国内外鲜有将 EnOI 同化方法应用到海浪模拟和预报中的研究,因此本研究是一次很有意义的尝试。

1 模式与数据

采用全谱空间海浪模式 WaveWatch III version3.14,研制了嵌入其中的 EnOI 同化模块,以及为了匹配双向嵌套而自主添加的同化接口(模式仅自带单网格同化接口)。在频率和方向二维谱空间上,频率的划分按如下公式: $\sigma_{m+1} = 1.1\sigma_m (m=0,1,\dots,24)$,即划分 25 个频段,初始频率为 0.041 8 Hz;方向上按均匀网格划分,分辨率为 15° 。以北印度洋海域(包括南海)为目标研究区域,具体范围为 $(30^\circ\sim 120^\circ\text{E}, 15^\circ\text{S}\sim 30^\circ\text{N})$ 。

我们同化实验包括海浪同化模拟和 0~72 h 海浪同化预报。同化模拟实验采用全球与北印度洋目标区域双向嵌套方案,目标区域的空间分辨率为 $1/4^\circ\times 1/4^\circ$,全球模式的空间分辨率为 $1^\circ\times 1^\circ$;强迫风场来自美国国家大气研究中心(NCAR)计算与信息科学实验室(CISL)提供的交叉矫正多平台(CCMP)海面风场数据集,这些 CCMP 格点数据的时空分辨率分别为 6 h 和 $1/4^\circ\times 1/4^\circ$ 。在海浪同化预报实验中,采用美国全球预报系统(GFS)发布的 72 h 预报风场(该风场由国家海洋环境预报中心提供),但其空间分辨率较低,仅为 $1/2^\circ\times 1/2^\circ$,由此,海浪模式方面采用全球模式,其空间分辨率也取为 $1/2^\circ\times 1/2^\circ$,进行全球海浪预报,但仅对北印度洋目标海域进行结果分析。

高度计有效波高观测数据来自于 Jason-1, Jason-2 和 Envisat 高度计沿轨 SWH,根据实验不同应用于同化或结果检验。此外,用于同化效果检验的数据还有从印度国家海洋信息服务中心获得的锚定浮标数据(<http://odis.incois.gov.in/index.php/in-situ-data/moored-buoy/moored-data>),浮标位置见图 1。

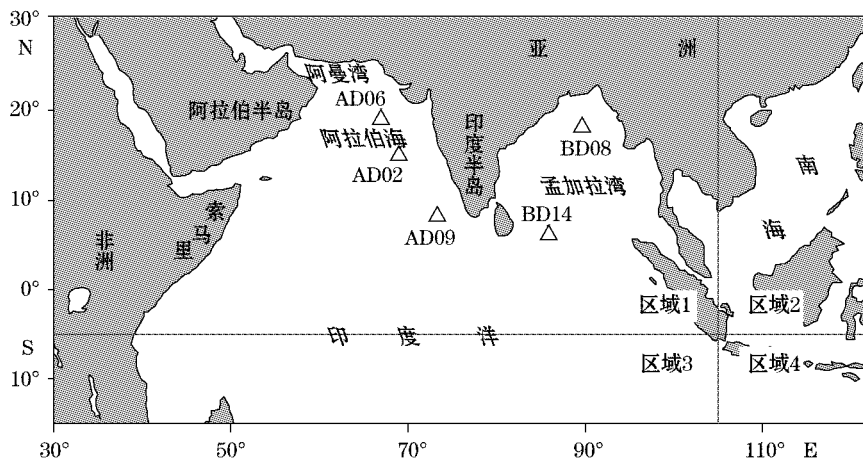


图 1 目标计算区域、浮标位置和 4 个子区域

Fig. 1 Targeted computational domain, locations of the buoys and four sub-domains

2 同化方法

2.1 集合最优插值

EnOI 同化方法是 OI 同化方法的改进,其思路与后者相似(图 2),主要不同点在于背景误差协方差矩阵由样本集合计算得到而非经验公式给定。EnOI 同化方法的分析方程为

$$\mathbf{X}_a = \mathbf{X}_b + \mathbf{W}(\mathbf{d} - \mathbf{H}\mathbf{X}_b) \quad (1)$$

$$\mathbf{W} = \mathbf{P}\mathbf{H}^T(\mathbf{H}\mathbf{P}\mathbf{H}^T + \mathbf{R})^{-1}, \mathbf{P} = \frac{\alpha\mathbf{A}'\mathbf{A}'^T}{N-1} \quad (2)$$

式中, \mathbf{W} 为增益矩阵; \mathbf{P} 为背景误差协方差矩阵; \mathbf{R} 为观测误差协方差矩阵; \mathbf{X}_a 和 \mathbf{X}_b 分别为有效波高的分析场和背景场; \mathbf{H} 为观测算子; \mathbf{d} 为观测场; α 表示对背景误差协方差场赋予的权重; \mathbf{A} 为存储集合样本; N 为集合成员数。定义存储在每一列的集合平均为 $\bar{\mathbf{A}}$, 于是集合扰动量矩阵表示为 $\mathbf{A}' = \mathbf{A} - \bar{\mathbf{A}}$; T 表示转置。

最终分析场

$$\mathbf{X}_a = \mathbf{X}_b + \alpha\mathbf{A}'\mathbf{A}'^T\mathbf{H}^T[\alpha\mathbf{H}\mathbf{A}'\mathbf{A}'^T\mathbf{H}^T + (N-1)\mathbf{R}]^{-1}(\mathbf{d} - \mathbf{H}\mathbf{X}_b) \quad (3)$$

EnOI 方法的集合思想体现为利用一组在模式积分过程中不随时间变化的静态样本集合 \mathbf{A} 来统计背景误差协方差。因而在进行 EnOI 同化之前准备好合理的样本是重要的步骤。下节中给出了不同的样本选取方案以进行讨论。同化过程中海浪谱重构方案参考 Esteva^[3] 以有效波高分析场与背景场之比的平方为系数对二维谱进行缩放。

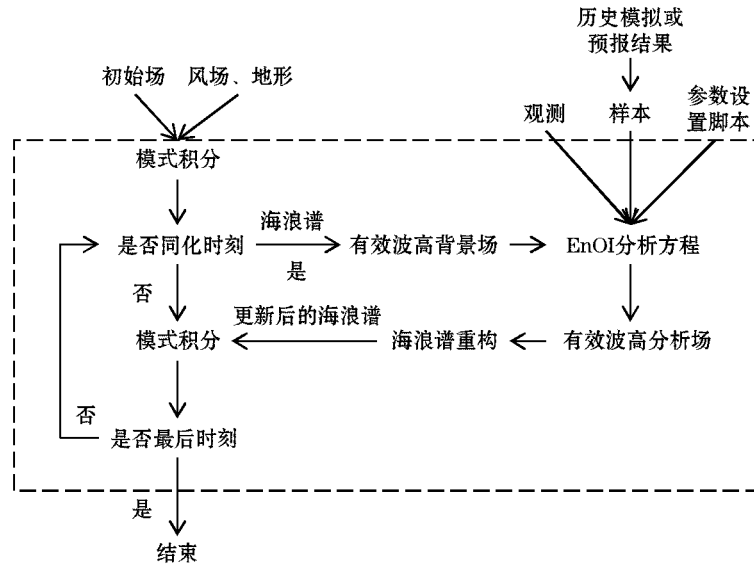


图 2 基于 EnOI 方法的海浪数据同化过程示意图

Fig. 2 Schematic diagram of EnOI-based wave data assimilation

2.2 样本选取方案

样本集合通常取自历史积分的模式结果,这一做法在环流模式中较为普遍^[14-16],适用于变化缓慢的状态量,例如温度场和盐度场。根据 EnOI 方法在环流模式中的经验,对于季节变化显著的模式变量,选取距平样本或季节样本能更好地反映背景误差协方差场的季节特征^[18];调整参数 α 可使由样本决定的背景误差方差保持在合理量级,避免采样时间尺度与预报时间尺度不一致导致样本的气候态方差相对于实际误差有偏差,一定程度上也可以弥补采样方案不够合理而引起的误差方差变化;设置合理的影响半径,假设影响半径之外的区域不存在相关性,避免虚假的长距离相关。

本文给出如下样本选取方案,前两种适用于海浪模拟,第三种适用于业务化海浪预报。考虑到目标海域为典型的季风海域,选取季节样本以突出不同的季节特征,即样本随季节更新。

2.2.1 样本 A

以季节为单位,随机选取不同时刻有效波高组成集合,以该集合均值作为有效波高真值的近似,并以二者之差组成背景误差的样本集合。显然,该方案是将偏离集合平均的距平值近似为背景误差。文中从海浪无同化模拟实验历史结果,即 2008—2010 年每年 1—3 月每日 00:00 的有效波高场中随机抽取 92 个样本组成冬季样本集合。其他季节做法类似。

2.2.2 样本 B

将间隔一定时间的两个时刻的海浪场之差作为样本,即找到合适的时间间隔,使间隔一定时间的两个时刻的海浪场之差额值与背景误差量值相当,作为后者的估计值。任启峰^[19]基于 LAGFD-WAM 海浪模式将间隔 24 h 的有效波高之差作为背景误差的近似。同样地,本文也将时间间隔设置为 24 h(称为 24 h 变化),表示在强迫场持续影响一定时间后所表现出来的状态场与之前状态场的差别。24 h 变化应主要受风场变化的影响,仅从统计上寻找背景误差的最佳估计。从海浪无同化模拟实验历史结果中选出样本,文中取 2010-01—03 每日 00:00 与前日 00:00 SWH 场之差共 87(30+27+30)个样本组成冬季样本集合。其他季节做法类似。

2.2.3 样本 C

采用 NMC 方法^[17]进行背景误差集合采样,以同一时刻 72 h 预报时效和 24 h 预报时效的有效波高之差作为背景误差最佳估计,称为样本 C。从海浪无同化预报实验历史结果中选出样本,文中取 2012-07—2013-06 每日 12:00 的 72 h 预报时效和 24 h 预报时效的 SWH 场之差组成各对应季节的样本集合。

样本 A 相当于公式(2)中的矩阵 \mathbf{A} ,而样本 B 和样本 C 相当于公式(3)中的矩阵 \mathbf{A}' 。与观测法相比,集合法求背景误差协方差其最大的不足之处是从统计上寻求最佳估计,因此需要对样本的合理性进行检验。

3 结果分析

3.1 样本检验

分别计算样本 A 和样本 B 的均方根误差、各向同性和各向异性假设下背景误差的相关长度的空间分布和季节变化,并与采用 Jason-1 高度计资料所得观测法结果^[20]进行比较。海浪模拟和预报的背景误差不仅与模式有关,同样受强迫场影响,其中风场误差起了重要作用。曹蕾等^[20]研究中观测法相关长度由 CCMP 风场驱动得到,因此可用于本文样本 A 和 B 的检验,但不适合于样本 C 的检验,因为样本 C 来自 GFS 强迫场结果。为此将样本 C 所得背景误差估计与 Jason-2 高度计沿轨 SWH 和 24 h 预报之差进行比较。

3.1.1 样本 A 和样本 B

观测法结果^[20]与样本 A 所得年平均均方根误差之比为 0.6,说明样本 A 对目标海域的背景误差估计整体偏高。偏差较大的点主要出现在阿拉伯海域(春、夏)和南海(秋、冬)。对集合样本 B 与观测法的季节平均均方根误差的结果比较是按图 1 中 4 个子区域(区域 1:30°~105°E,5°S~30°N;区域 2:105°~122°E,5°S~30°N;区域 3:30°~105°E,5°~15°S;区域 4:105°~122°E,5°~15°S)分别进行的,各季的散点图比较结果见图 3。观测法的年平均均方根误差与样本 B 的年平均均方根误差之比为 0.97,二者在区域 1 有较强的一致性(图 3)。但在南海的秋冬季节样本 B 结果明显偏大而春季偏小。各向同性假设下的相关长度一定程度上能够代表其相关系数在各个方向上的平均水平。本文采用 Mastenbroek 等^[5]给出的公式,由样本 A 计算得到年平均相关长度为观测法结果的 2 倍;样本 B 年平均相关长度与观测法结果之比为 1.03,主要差别出现在南海海域。以上两方面的比较表明样本 B 选取方案优于样本 A。

下面在各向异性假设下采用椭圆型结构的非线性自回归函数描述样本 B 体现的背景误差相关系数的空间分布。假定两点之间相关系数与距离和方向同时有关,采用 Greenslade 等^[21]提及的简化非线性自回归函数(公式(4))得到椭圆型相关性结构:

$$\rho(r, \theta) = \exp\left(-\frac{d}{a_3}\right) \quad (4)$$

其中

$$d = r^2 \left[\frac{1}{a_1^2} \cos^2(\theta - a_2) + a_1^2 \sin^2(\theta - a_2) \right] \quad (5)$$

式中, d 表示两点之间的球面距离; θ 表示两点连线与正北方向的夹角;参数 a_1 反映了椭圆的离心率,其值偏离数值 1 越大则椭圆扁平程度越高; a_2 反映了椭圆的倾斜度; a_3 定义了一种衰减长度,体现出相关系数随距离和角度的衰减速度; r 表示两点间距离。

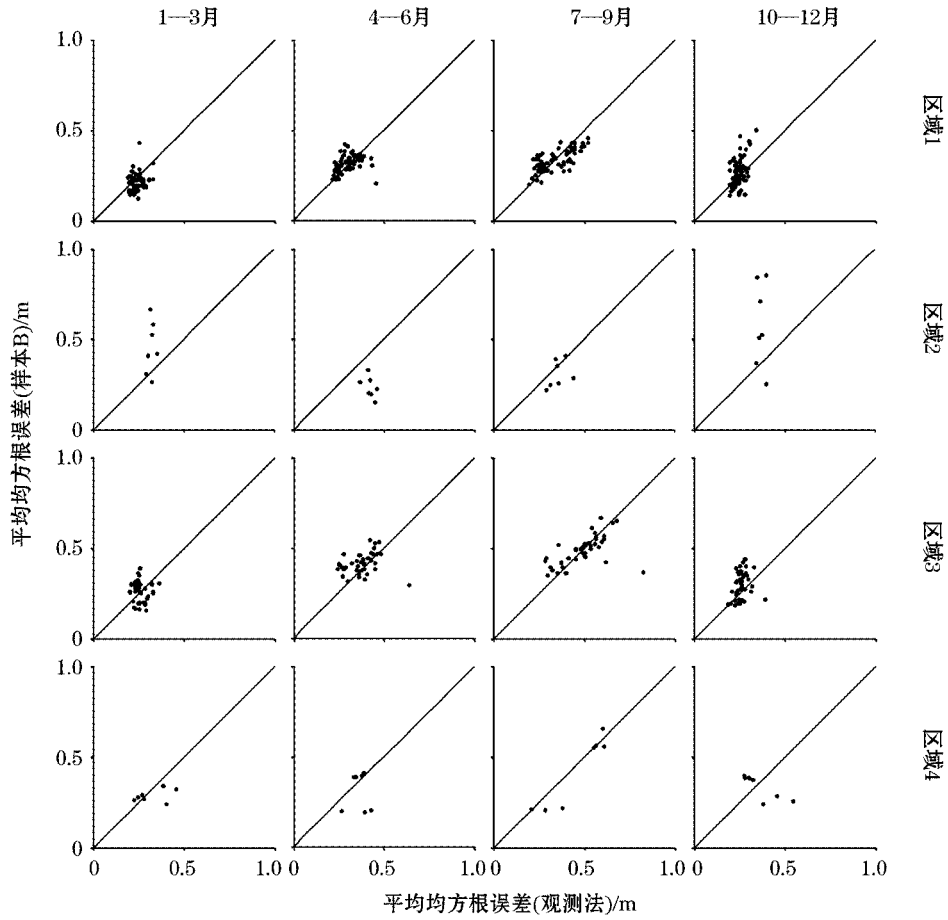


图 3 基于集合样本 B 与观测法的季节平均均方根误差结果比较

Fig. 3 Comparisons of the seasonal mean RMSE based on Ensemble-B with those by the observational method

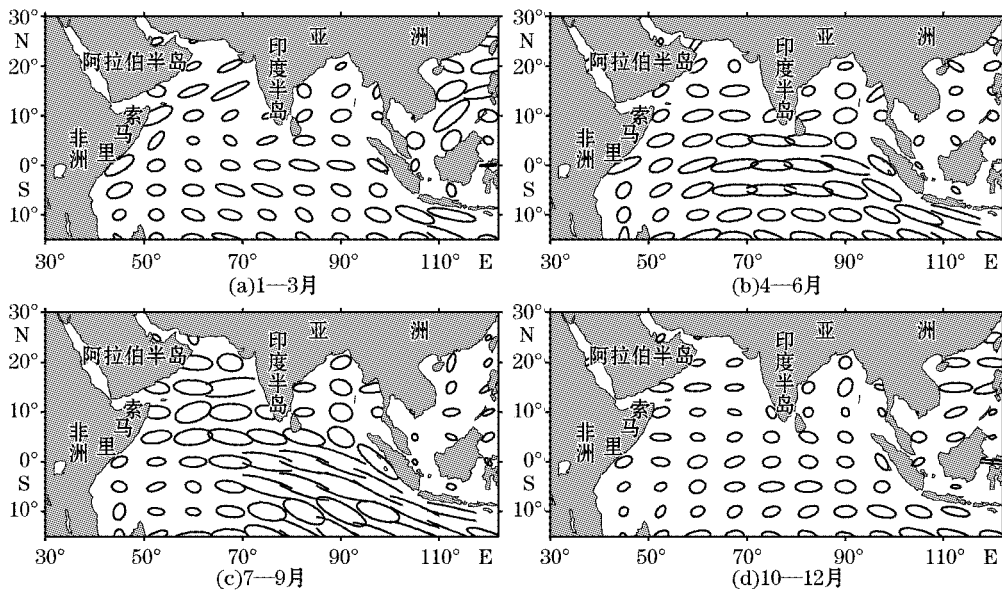


图 4 各向异性假设下样本 B 的背景误差相关系数 0.8 等值线

Fig. 4 Contour 0.8 of anisotropic background correlation coefficients for Ensemble-B

样本 B 于各网格点上的背景误差相关被拟合到上述分析函数,选取 0.8 等值线画出椭圆形状(图 4)。等值线上各点坐标与经纬度坐标直接对应,虽因为投影规则使得形状失真,但与经纬度坐标的对应关系不变。椭圆倾斜方向与季风风向有很好的一致性,且风速大的海域衰减长度更长,椭圆扁平程度更大。北印度洋海域在夏季风盛行期间衰减长度最大,最大值中心出现在北印度洋东南海域和阿拉伯海,对应风速的高值区;冬季风盛行期间衰减长度高值位于索马里以东和阿拉伯海域。南海海域衰减长度的分布与季风强弱变化也有好的对应关系。然而在部分海区所得背景误差椭圆形相关结构倾斜方向存在问题,如春季阿曼湾入海口和部分季节南海中部,这其中拟合误差占主要因素。

3.1.2 样本 C

首先将模式模拟的全球 24 h SWH2012-07—2013-06 预报结果与 Jason-2 高度计沿轨观测 SWH 进行比较,对全球范围内沿轨观测点进行统计得到均方根误差和相对误差分别为 0.41 m 和 22%,说明海浪预报结果较为合理。在无同化实验中,24 h 预报场也即是下次预报的初始场。对任一沿轨观测点进行统计,假设观测误差与背景误差不相关,观测与 24 h 预报之差的平方是观测误差方差与背景误差方差之和,即:

$$\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (d^i - d_{24}^i)^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (d^i - d_{\text{true}}^i)^2 + \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (d_{24}^i - d_{\text{true}}^i)^2 \quad (6)$$

$$SD_{24h} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (d_{24}^i - d_{\text{true}}^i)^2} \quad (7)$$

式中, d 表示观测值; d_{24} 表示插值到观测点上的 24 h 预报值; d_{true} 表示观测点上有效波高的真值; N 表示该观测点上的统计个数。观测误差方差取平均值 0.12^2 m^2 ^[22],求得模式模拟的背景误差的标准差(SD_{24h})。同时求得样本 C 估计的背景误差方差和背景误差标准差(SD_C)。样本 C 定义的 SD_C 与 SD_{24h} 相比的结果见图 5。图中等值线为散点个数,发现样本 C 所得偏小,两者均值之比为 0.56。前者乘以 $1/0.56$ 调整后,两者量值相当。这表明,样本 C 体现的背景误差方差偏小,EnOI 同化时需要经过 $\alpha=1/(0.56^2) \approx 3$ 的系数调整。

为考察样本 C 估计的背景误差相关系数随距离变化的情况,对任一观测点 j 进行统计,利用公式(8)估计与同一轨道上另一观测点 k 上观测与 24 h 预报之差的相关系数为 $R_o(j, k)$:

$$R_o(j, k) = \frac{\sum_{i=1}^N (y^i - \bar{y})_j (y^i - \bar{y})_k}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (y^i - \bar{y})_j^2} \sqrt{\sum_{i=1}^N (y^i - \bar{y})_k^2}}, \quad (y^i = d^i - d_{24}^i, \bar{y} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N y^i) \quad (8)$$

类似求得样本 C 估计的背景误差相关系数 $R_C(j, k)$ 。综上求得观测点 j 处的 $R_o(j, k)$ 与 $R_C(j, k)$ 二者的相关性,对整个目标区域进行统计,二者相关性的均值为 0.8,即样本 C 估计的背景误差相关系数随距离变化情况与由高度计数据确定的 24 h 预报误差相关系数随距离变化情况比较符合。

3.2 观测误差确定

观测误差协方差矩阵采用常用的仅对角线有非零元素的对角矩阵,但重新考虑观测误差方差设置。海浪同化时间窗通常被设为轨道经过时刻的前后半小时。本文选取为 Jason-1&2 高度计沿轨 SWH 作为用于同化的观测,扩大同化时间窗 Δt ,将 $t-\Delta t$ 时刻至 $t+\Delta t$ 时刻范围内的观测合并至 t 时刻,同时引入时间代表性误差,与原本的观测误差合成作为新的观测误差。利用无同化模式模拟结果,计算不同时间间隔 SWH 差值的标准差作为时间代表性误差的近似。以 1 月和 7 月为例(图 6),发现随着时间间隔的增大,标准差近似呈线性增长。Greenslade 等^[23]根据 Günther 等^[24]提出的平均波向对风向变化的响应时间公式估算了平均波向对风向变化的响应时间在 5~22 h,认为在 5 h 内 SWH 没有发生明显的变化。本文将同化窗口设为 4 h,时间代表性误差取 0.09 m,观测误差方差平均值取 0.12^2 m^2 ^[22],由于观测仪器误差与时间代表性误差不相关,则新的观测误差根据误差按标准差合成方法取 0.15 m。

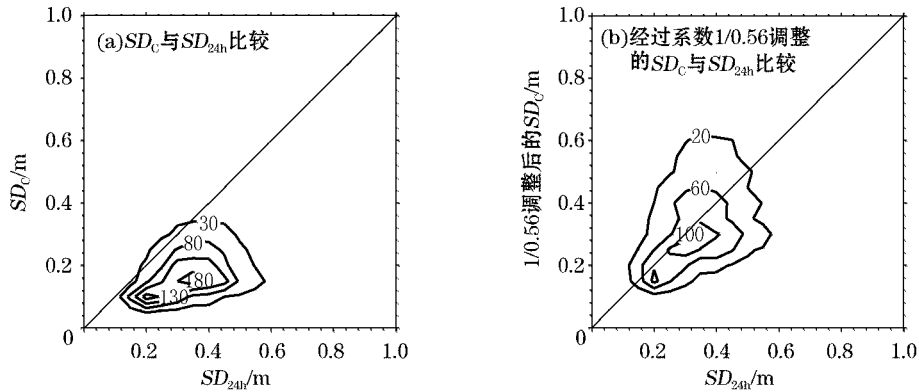


图 5 样本 C 定义的背景误差标准差 SD_C 与 SD_{24h} 之间散点图比较

Fig. 5 Scatter comparisons of the standard deviation of the background error by Ensemble-C with that of SD_{24h}

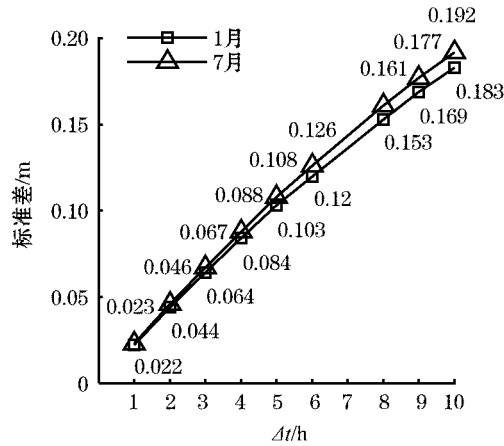


图 6 SWH 差值的标准差随时间间隔 (Δt) 的变化

Fig. 6 The standard deviation of SWH differences versus the time interval (Δt)

3.3 同化影响评估

将本文中海浪模拟实验和海浪预报实验的实验设置和同化参数设置整理,如表 1 所示,其中模式空间分辨率与风场空间分辨率相同。

首先,分析 EnOI 同化方法和样本 B 对 2011 年的海浪模拟的改进。图 7 表明同化后 3—11 月相对误差的绝对改进为 5%~10%,均方根误差改进 0.05~0.23 m,其中 7 月改进效果最佳,偏差改进和均方根误差改进分别为 0.29 和 0.23 m,偏差的减小使得模式对 SWH 的高估得到缓解。采用 BD14 和 BD08 站位的锚定浮标观测的波高数据检验结果同样显示了均方根误差的明显改进(图 8)。总体上对于春、夏、秋三季采用该同化方法将高度计资料同化到海浪模拟过程中,所得海浪模拟结果改进显著。

表 1 EnOI 应用于海浪同化模拟和同化预报实验的参数设置

Table 1 Setup for parameters in wave assimilating simulation and assimilating forecast experiments using EnOI

数值实验	风场及时空分辨率	集合样本和同化参数	同化数据来源	用于同化检验的独立数据来源	同化时间窗及观测误差方差
海浪模拟 2011 年全年	全球 CCMP 6 h; 1°×1° 目标区域 CCMP 6 h; 1/4°×1/4°	样本 B $\alpha=1,$ $L=1\ 500\ \text{km}$	Jason-1 和 Jason-2	浮标 Envisat 高度计	当前时刻前后 4 h $0.15^2\ \text{m}^2$
海浪预报 2013-07	全球 GFS 72 h 预报风场 6 h; 1/2°×1/2°	样本 C $\alpha=3,$ $L=1\ 000\ \text{km}$	Jason-2 高度计	浮标 Jason-2 高度计	当前时刻前 4 h $0.15^2\ \text{m}^2$

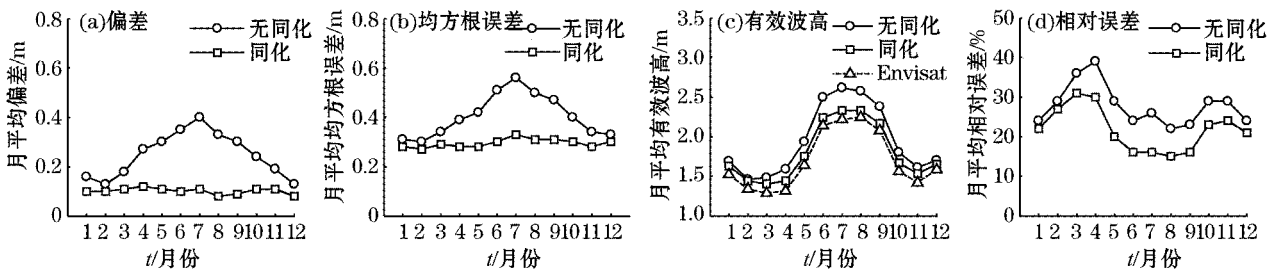


图 7 利用 Envisat 高度计 SWH 数据对 2011 年同化和无同化模拟实验的统计检验结果

Fig. 7 The simulation experiments with and without assimilation in 2011, validated by the Envisat altimeter SWH

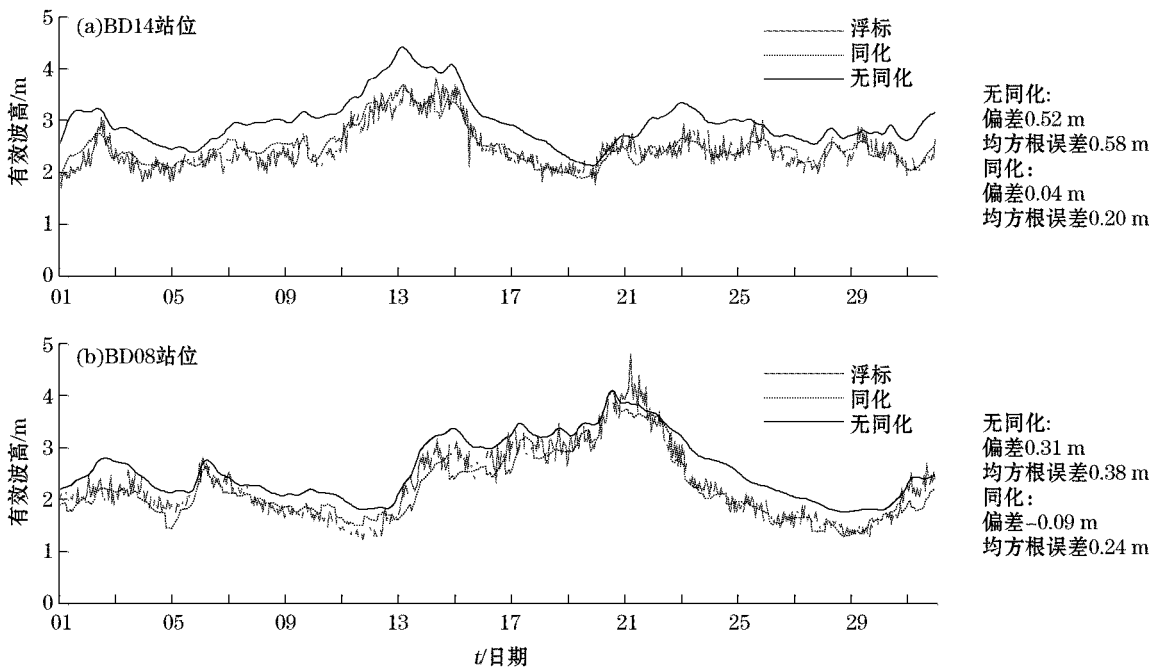


图 8 利用浮标波高数据对 2011-07 同化和无同化模拟结果的检验

Fig. 8 The simulation experiments with and without assimilation in July 2011, validated by the buoy observations

其次,分析 EnOI 同化方法对海浪 0~72 h 预报的改进。采用样本 C 进行 2013-07 海浪 0~72 h 预报实验。每日的预报初始场由之前 24 h 内加入观测的同化分析提供。与同化模拟实验不同,这里同化预报实验中同化过程与预报过程是分开的,因而,即使采用 Jason-2 高度计数据对目标海域预报结果进行检验,同化数据与检验数据仍相对独立。利用 Jason-2 高度计数据对 2013-07 海浪 0~72 h 同化和无同化预报结果的

检验见表 2。结果表明,同化对 0~24 h 预报的改进最为明显,而对 24~48 h 以及 48~72 h 预报的改进效果逐渐减弱。就整个 7 月份来看,0~24 h 预报结果在平均偏差上改进了 0.16 m,在均方根误差上改进了 0.12 m,同化较无同化均方根误差改进百分比达 23%。利用浮标数据对 2013-07-01—10 海浪 0~24 h 同化和无同化预报结果的检验见表 3。表中 AD09 浮标站位处同化较无同化均方根误差改进百分比达 21%,其他 3 个站位处改进百分比为 12%~13%。

表 2 用 Jason-2 高度计数据对 2013-07 海浪 0~72 h 同化和无同化预报结果的检验

Table 2 The 0~72 h forecast experiments with and without assimilation in July 2013, validated by the Jason-2 altimeter SWH

预报时效/h	平均偏差/m		相对误差/%		均方根误差/m		同化较无同化均方根 误差改进百分比/%
	同化	无同化	同化	无同化	同化	无同化	
0~24	0.19	0.35	15	20	0.41	0.53	23
24~48	0.24	0.36	17	21	0.46	0.54	15
48~72	0.29	0.38	19	22	0.51	0.57	11

表 3 用浮标数据对 2013-07-01—10 海浪 0~24 h 同化和无同化预报结果的检验

Table 3 The 0~24 h forecast experiments with and without assimilation from July 1 to July 10, 2013, validated by the buoy observations

浮标	平均偏差/m		均方根误差/m		同化较无同化均方根 误差改进百分比/%
	同化	无同化	同化	无同化	
AD02	0.66	0.76	0.71	0.81	12
AD06	0.61	0.72	0.66	0.76	13
AD09	0.29	0.46	0.41	0.52	21
BD08	0.36	0.48	0.52	0.60	13

4 结 论

本文尝试将集合最优插值(EnOI)同化方法应用于海浪同化,并讨论能够合理体现背景误差协方差特征的样本选择策略。海浪模拟和预报的背景误差主要受模式和强迫场影响,在实际应用中根据风场和从模式中选择合理的样本集用于背景误差协方差的表达。文中设计不同的样本选取方案用于 EnOI 方法中背景误差协方差的估计。对于同化模拟实验,分别从 SWH 的历史后报场(样本 A)以及 24 h 间隔不同时刻的 SWH 之差(样本 B)中进行样本选取;对于同化预报实验,从预报到同一时刻的 72 h 预报与 24 h 预报 SWH 之差(样本 C)中进行样本选取。经与高度计数据确定的模式背景误差比较,认为样本 B 优于样本 A。

采用样本 B 方案的 2011 年北印度洋海浪同化模拟实验表明,同化使得该海域 SWH 相对误差的绝对改进量在 3—11 月期间均能保持在 5% 以上,总体上春、夏、秋三季同化对海浪模拟的改进效果较明显,并以 7 月的改进最明显,其平均偏差改进和均方根误差改进分别达到 0.29 和 0.23 m。采用样本 C 方案的 2013-07 北印度洋海浪同化预报实验表明,同化使 0~24 h 预报改进最明显,同化较无同化均方根误差改进百分比可达 12% 以上。

总之,无论是用高度计数据还是浮标数据,独立数据检验结果都显示了 EnOI 同化对海浪模拟分析和预报的改进效果,而且其计算代价低,因而具有业务化应用前景。

致谢:中国科学院大气物理研究所朱江研究员及谢基平副研究员对作者学习掌握 EnOI 同化方法方面给予了热情指导,国家海洋环境预报中心提供了 GFS 发布的 72 h 预报风场。

参考文献(References):

- [1] WEN B, ZHAO Y L, CHEN Z J, et al. Numerical computation and statistical analysis on the ocean wave field in North Indian Ocean [J]. Marine Science Bulletin, 2010, 29(5): 493-498. 闻斌, 赵艳玲, 陈振杰, 等. 应用波浪数值模式对北印度洋海浪场进行计算和统计分析[J]. 海洋通报, 2010, 29(5): 493-498.
- [2] YANG Y Z, SUN Y J, WANG G S, et al. Analyses for modeling and forecast of sea waves in the North Indian Ocean by means of MASNUM wave forecast system[J]. Advances in Marine Science, 2011, 29(1): 1-9. 杨永增, 孙玉娟, 王关锁, 等. 基于MASNUM海浪预报系统的北印度洋波浪特征模拟与预报分析[J]. 海洋科学进展, 2011, 29(1): 1-9.
- [3] ESTEVA D. Evaluation of preliminary experiments assimilating seasat significant wave heights into a spectral wave model[J]. Journal of Geophysical Research, 1988, 93(C11): 14099-14105.
- [4] LIONELLO P, G N THER H, JANSSEN P A. Assimilation of altimeter data in a global third-generation wave model[J]. Journal of Geophysical Research, 1992, 97(C9): 14453-14414, 14474.
- [5] MASTENBROEK C, MAKIN V, VOORRIPS A, et al. Validation of ERS-1 altimeter wave height measurements and assimilation in a North Sea wave model[J]. The Global Atmosphere and Ocean System, 1994, (2): 143-161.
- [6] BREIVIK L-A, REISTAD M. Assimilation of ERS-1 altimeter wave heights in an operational numerical wave model[J]. Weather and Forecasting, 1994, 9(3): 440-451.
- [7] GUO Y, HOU Y, ZHANG C, et al. A background error covariance model of significant wave height employing Monte Carlo simulation [J]. Chinese Journal of Oceanology and Limnology, 2012, 30(5): 814-821.
- [8] GUO Y Y, HOU Y J, YANG Y Z, et al. To build a regional ocean wave data assimilation system of Eastern China Seas with WaveWatch III[J]. High Technology Letters, 2006, 16(10): 1092-1096. 郭衍游, 侯一筠, 杨永增, 等. 利用 WaveWatch III 建立东中国海区域海浪同化系统[J]. 高技术通讯, 2006, 16(10): 1092-1096.
- [9] WANG Y, YU Z W. Validation of impact of assimilation of altimeter satellite significant wave height on wave forecast in the northwest Pacific[J]. Acta Oceanologica Sinica, 2009, 31(6): 1-8. 王毅, 余宙文. 卫星高度计波高数据同化对西北太平洋海浪数值预报的影响评估[J]. 海洋学报, 2009, 31(6): 1-8.
- [10] ZHANG Z X, QI Y Q, SHI P, et al. Application of an optimal interpolation wave assimilation method in South China Sea[J]. Journal of Tropical Oceanography, 2003, 22(4): 34-41. 张志旭, 齐义泉, 施平, 等. 最优插值同化方法在预报南海台风浪中的应用[J]. 热带海洋学报, 2003, 22(4): 34-41.
- [11] QI P, FAN X M. The establishment and test of WaveWatch III data assimilation module[J]. Marine Sciences, 2013, 37(10): 111-119. 齐鹏, 范秀梅. WaveWatch III 同化模块的建立和检验[J]. 海洋科学, 2013, 37(10): 111-119.
- [12] EVENSEN G. Sequential data assimilation with a nonlinear Quasi-Geostrophic Model using Monte-Carlo methods to forecast error statistics[J]. Journal of Geophysical Research-Oceans, 1994, 99(C5): 10143-10162.
- [13] EVENSEN G. The Ensemble Kalman Filter: theoretical formulation and practical implementation[J]. Ocean Dynamics, 2003, 53(4): 343-367.
- [14] FU W, ZHU J, YAN C. A comparison between 3DVAR and EnOI techniques for satellite altimetry data assimilation[J]. Ocean Modelling, 2009, 26(3-4): 206-216.
- [15] XIE J, COUNILLON F, ZHU J, et al. An eddy resolving tidal-driven model of the South China Sea assimilating along-track SLA data using the EnOI[J]. Ocean Science, 2011, 7(5): 609-627.
- [16] WAN L Y, CHEN J X. Application of a simple ensemble optimal interpolation method to altimetry data assimilation for the Pacific[J]. Marine Forecasts, 2011, 28(3): 1-7. 万莉颖, 陈建新. 一个简单的集合最优插值方法在太平洋高度计资料同化中的应用[J]. 海洋预报, 2011, 28(3): 1-7.
- [17] PARRISH D F, DERBER J C. The National Meteorological Center's spectral statistical-interpolation analysis system[J]. Monthly Weather Review, 1992, 120(8): 1747-1763.
- [18] YAN C X, ZHU J. Choice of ensemble members for ensemble optimal interpolation[J]. Climatic and Environmental Research, 2011, 16(4): 452-458. 闫长香, 朱江. 集合最优插值中的样本选取[J]. 气候与环境研究, 2011, 16(4): 452-458.
- [19] REN Q F. Statistical analysis of background error covariance structure and Envisat ASAR wave spectrum data assimilation research[D]. Qingdao: Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, 2010. 任启峰. 背景误差相关结构的统计分析与 Envisat ASAR 海浪谱[D]. 青岛: 中国科学院海洋研究所, 2010.
- [20] CAO L, QI P. Background error analysis of waves and preliminary evaluation of assimilating forecasts in North Indian Ocean[J]. Marine Forecasts, 2014, 31(6): 14-22. 曹蕾, 齐鹏. 北印度洋海浪背景误差分析和同化预报初步评估[J]. 海洋预报, 2014, 31(6): 14-22.

- [21] GREENSLADE D J, YOUNG I R. The impact of altimeter sampling patterns on estimates of background errors in a global wave model [J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2005, 22(12): 1895-1917.
- [22] DUMONT J, ROSMORDUC V, PICOT N, et al. OSTM/Jason-2 products handbook[EB/OL]. [2011-12-01]. <http://www.aviso.altimetry.fr/en/data/product-information/aviso-user-handbooks.html>.
- [23] GREENSLADE D J M, YOUNG I R. Background errors in a global wave model determined from altimeter data[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978–2012), 2004, 109(C9): C09007, doi:10.1029/2004JC002324.
- [24] GÜNTHER H, ROSENTHAL W, DUNCKEL M. The response of surface gravity waves to changing wind direction[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1981, 11(5): 718-728.

Application of Ensemble Optimal Interpolation Method in Wave Assimilation in North Indian Ocean

CAO Lei^{1,2,3}, QI Peng^{1,2}

(1. *Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China;*

2. *Key Laboratory of Ocean Circulation and Waves, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China;*

3. *University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)*

Abstract: Ensemble Optimal Interpolation (EnOI) assimilation of satellite altimetry data into WaveWatch III v3.14 is applied in wave modeling and forecast in North Indian Ocean. Different ensembles are designed as the approximation of the background error. For wave simulation, we design Ensemble-A from historical significant wave height (SWH) fields and Ensemble-B from differences between the SWH fields with 24 h interval. For wave forecast, we design Ensemble-C from differences between 72 h and 24 h forecasts verifying at the same time. Ensemble-B gives a better approximation of the background error covariance than A. Two assimilation experiments in north Indian Ocean, wave simulation with EnOI and Ensemble-B for the whole year of 2011 and 0~72 h forecast with EnOI and Ensemble-C in July 2013, are conducted. The assimilation impacts on wave simulation and forecast are evaluated. In the simulation experiment, the absolute improvements of relative error between Envisat altimeter SWH and modeled SWH are more than 5% from March to November, with the best improvement in July. In the 0~72 h forecast experiment, data assimilation improves the forecast period of 0~24 h most significantly, which shows 0.12 m reduction in the RMSE and 5% reduction in the relative error. Validations with buoy data also agrees with the above results.

Key words: ensemble optimal interpolation; WaveWatch III; wave forecast; wave numerical simulation

Received: June 30, 2014